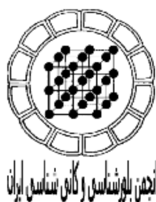
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۵۱ تا ۱۶۶



بررسی شواهد ساختاری و دمافشارسنجی سنگ‌های دگرگونی شمال اسدآباد (پهنه سنندج-سیرجان)

بهناز حسینی*، احمدرضا احمدی

دانشگاه پیام نور، گروه علمی زمین شناسی، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۲/۱۹، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۱۶)

چکیده: تاق‌شکل آلماقلاغ در شمال اسدآباد همدان از مناطقی است که واحدهای سنگی پالئوزوئیک پهنه سنندج- سیرجان در آن رخنمون دارند. این تاق‌شکل شامل دو مجموعه دگرگونی آلماقلاغ در بخش زیرین با سنگ‌مادر غالب آتشفشانی و مجموعه چنارشیخ در بخش بالایی با سنگ‌مادر غالب رسوبی است. توده‌های نفوذی فلسی و مافیک با سن ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین در مرکز این تاق‌شکل جای گرفته‌اند. یک مرحله از دگرگونی ناحیه‌ای عامل بوجود آورنده برگوارگی S_1 در همه این توالی‌های سنگی است. دماسنجی به روش آمفیبول-پلاژیوکلاز و فشارسنجی به روش آمفیبول-پلاژیوکلاز-گارنت-کوارتز بر متابازیت‌های مجموعه آلماقلاغ بیانگر اعمال فاز دگرگونی در دمای میانگین ۵۷۰ درجه سانتیگراد و فشار میانگین ۷/۲ کیلوبار است. همچنین دماسنجی به روش بیوتیت-گارنت و فشارسنجی به روش گارنت-پلاژیوکلاز-بیوتیت-مسکوویت-کوارتز و گارنت-پلاژیکلاز-مسکوویت-کوارتز بر سنگ‌های متاپلیتی مجموعه چنارشیخ نشانگر شرایط دگرگونی در دمای میانگین ۴۶۲ درجه سانتیگراد و فشار میانگین ۲/۶ کیلوبار است. این شرایط دما و فشار بیانگر آن است که درجه دگرگونی ناحیه‌ای منطقه تا رخساره آمفیبولیت پیش رفته و همچنین درجه دگرگونی در بخش‌های زیرین توالی سنگی تاقدیس آلماقلاق بیشتر است. برگوارگی S_2 که طی یک نظام زمین‌ساختی برشی ایجاد شده است، نافذترین ساختار زمین‌ساختی در همه توالی‌های سنگی منطقه است. توده‌های نفوذی ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین همزمان با این زمین‌ساخت برشی جایگیری کرده‌اند، به طوری‌که علاوه بر تاثیر بر روند و شیب برگوارگی S_2، خود نیز متاثر از این زمین‌ساخت برشی شده‌اند. جایگیری این توده‌های نفوذی مهمترین عامل در ایجاد ساختار گنبدی منطقه است.

واژه‌های کلیدی: *دماسنجی؛ فشارسنجی؛ دگرگونی ناحیه‌ای؛ تاق‌شکل آلماقلاغ؛ پهنه سنندج- سیرجان.*

مقدمه

پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان که عمدتاً از واحدهای رسوبی و ولکانیکی پالئوزوئیک و مزوزوئیک دگرگون شده تشکیل شده است [۱]، به صورت یک نوار کشیده با طول در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۲۰۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق ایران کشیده شده است. [۲] پهنه سنندج- سیرجان را به عنوان یک کمربند باریک داخل کراتونی در طی پالئوزوئیک و یک حاشیه فعال قاره‌ای در طی مزوزوئیک می‌دانند. رخدادهای دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان را غالباً در ارتباط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و حادث شده در مزوزوئیک می‌دانند [۳]. از طرف دیگر، شواهدی از نازک‌شدگی پوسته‌ای به همراه فرایندهای ماگمایی در زمان پالئوزوئیک پیشین را در بخش‌هایی از پهنه سنندج- سیرجان می‌توان مشاهده کرد [۵،۴]. به هر حال، شواهد مربوط به فازهای زمین‌ساختی وابسته به آنها، به علت شدت تاثیر فازهای دگرشکلی سیمرین پیشین از بین رفته است [۳]. به عقیده سبزه‌ای [۴] سنگ‌های پهنه سنندج- سیرجان به گونه‌ای ایستا در زمان پالئوزوئیک دگرگون شده‌اند و سپس در روند چین‌خوردگی‌های مزوزوئیک

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۵۲۴۵۴۳۱۶، نمابر: ۰۸۶۴۳۲۵۰۵۲۵، پست الکترونیکی: be.hosseini@pnu.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

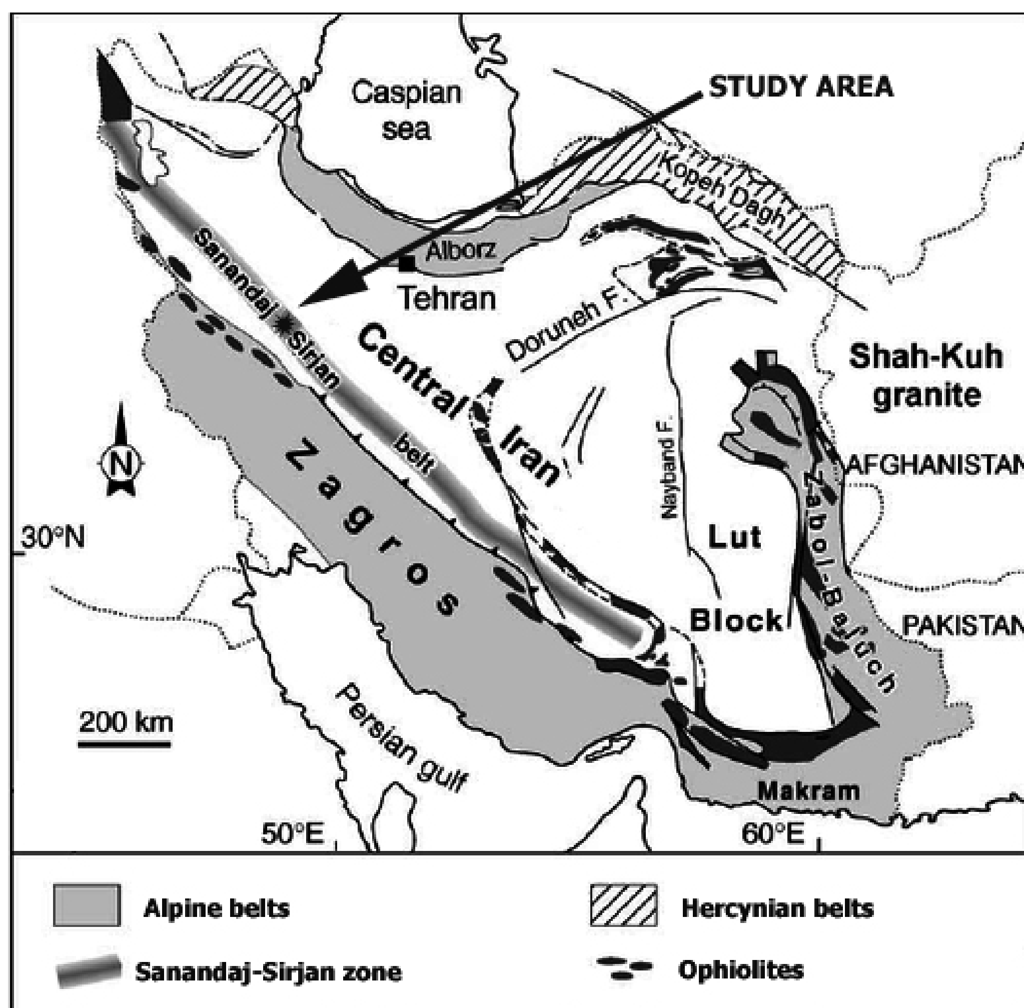
برگوارگی تازه‌ای در آنها به وجود آمده که برهمبری دگرگونی ایستا اثر گذاشته است.

واحدهای سنگی با سن پالئوزوئیک از آنجا که رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی متعدد پهنه سنندج- سیرجان را در خود ثبت کرده‌اند، از اهمیت ویژه‌ای برای بررسی رخدادهای گذشته این پهنه برخوردار هستند. واحدهای سنگی وابسته به پالئوزوئیک بیشتر توسط واحدهای مربوط به مزوزوئیک پوشیده شده‌اند. با این حال، در چند ناحیه از پهنه سنندج- سیرجان، این واحدهای سنگی به صورت پنجره های زمین‌ساختی ظاهر شده‌اند. تاق‌شکل آلماقلاغ در قسمت شمال غربی پهنه سنندج- سیرجان یکی از بهترین مناطقی است که این واحدهای سنگی پالئوزوئیک در آن رخنمون دارند. در این پژوهش فازهای دگرشکلی و همچنین شرایط دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای اعمال شده بر سنگ‌های این منطقه بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

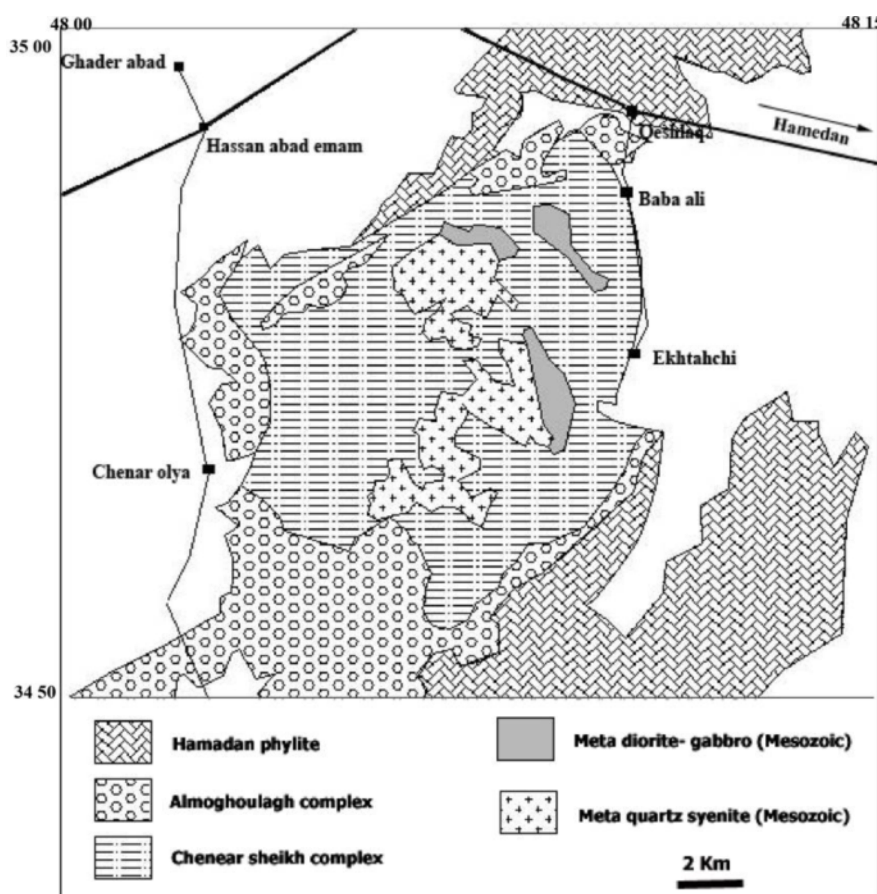
منطقه مورد بررسی با عرض جغرافیایی ″۰۰ ′۴۵ °۳۴ تا ″۰۰ ′۰۰ °۳۵ شمالی و طول جغرافیایی ″۰۰ ′۰۰ °۴۸ تا ″۰۰ ′۱۵ °۴۸ شرقی در شمال اسد آباد و شمال شرق سنقر و در بخش شمال غربی پهنه سنندج- سیرجان واقع است (شکل ۱). این منطقه در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان [۶] و ۱/۲۵۰۰۰۰ همدان [۷] قرار دارد.

ساختار کلی این ناحیه به صورت یک تاق‌شکل با روند شمال شرقی- جنوب غربی و بر خلاف روند کلی پهنه سنندج- سیرجان است. سنگ‌های این تاق‌شکل را می‌توان در ۳ گروه مجزا جای داد [۶] که عبارتند از مجموعه آلماقلاغ، مجموعه چنارشیخ و توده‌های نفوذی که در میان سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند و خود نیز متاثر از فرایندهای زمین‌ساختی منطقه شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه ایران.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]



شکل ۲ نقشه واحدهای اصلی منطقه، برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان [۶].

سنگ‌های مجموعه آلماقلاغ، قدیمی‌ترین واحدهای قابل مشاهده در منطقه را تشکیل می‌دهند. این مجموعه به طور عمده شامل آتشفشانی‌ها و آذرآواری اسیدی و بازی دگرگون شده است که در تناوب با واحدهای مرمر، مرمرهای آهکی سیلیکاته و متاپلیت (رسی دگرگونه) قرار گرفته‌اند. کانی‌زایی آهن در این مجموعه باعث تشکیل معدن آهن باباعلی شده است که از آن استخراج می‌شود. در بخش‌های بالایی روستای باباعلی، رگه هایی از کوارتز به همراه کیانیت در سنگ‌های این مجموعه تشکیل شده است. این رگه‌ها، سنگ‌های متاریولیتی را قطع کرده‌اند که بیانگر نفوذ آنها پس از تشکیل لایه‌های ریولیتی منطقه است.

مجموعه چنارشیخ در بخش‌های خارجی تاق‌شکل آلماقلاغ و به ویژه در بخش‌های جنوب غربی آن گسترش دارد و سنی جوان‌تر نسبت به مجموعه آلماقلاغ دارد. سن این مجموعه دگرگونی به پیش از تریاس پسین نسبت داده شده است [۶]. این مجموعه به طور عمده شامل متاپلیت، مرمرهای توده‌ای و مرمرهای آهکی‌سیلیکاته و میان واحدهایی از آتشفشانی‌های دگرگونه (بیشتر متابازیت) است. در مجموع، بخش‌های پایینی مجموعه چنارشیخ را بیشتر سنگ‌های متاپلیتی به همراه سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه تشکیل می‌دهند که به سمت بخش‌های بالاتر مقدار سنگ‌های کربناته افزایش می‌یابد. روی این مجموعه دگرگونی، توالی‌های سنگی مربوط به اسلیت‌ها و فیلیت‌های همدان قرار گرفته‌اند. به عقیده اشراقی و همکارش [۶]، توالی چینه شناسی بیانگر آن است که واحدهای سنگی مجموعه آلماقلاغ و چنارشیخ وابسته به پیش از تریاس پسین هستند. همچنین، بر اساس گزارش حسینی [۸] توالی‌های سنگی در این منطقه شباهت قابل توجهی با واحدهای سنگی پالئوزوئیک در سایر نقاط پهنه سنندج- سیرجان از جمله مجموعه دگرگونی توتک در منطقه بوانات، مجموعه دگرگونی نیریز و مجموعه دگرگونی شمال سامان دارد.

توده‌های نفوذی منطقه را می‌توان در دو گروه مجزا جای داد: ۱) متادیوریت- متاگابروها که شواهدی از دگرگونی و تغییر

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

شکلی را به صورت ضعیف نشان می‌دهند. بر اساس سن‌سنجی Rb-Sr، این سنگ‌ها دارای سن ۱۴۴ میلیون سال و وابسته به ژوراسیک پسین هستند [۹]. دایک‌هایی بازی درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند که احتمالاً وابسته به این توده نفوذی هستند. ۲) متاسینیت- متاکوارتزسینیت که توده نفوذی اصلی و بزرگ در منطقه مورد بررسی را شامل می‌شوند که با رنگ روشن در بخش مرکزی تاق‌شکل آلماقلاغ قرار دارد (شکل ۳) و تا حدی دستخوش نیروهای زمین ساختی و دگرشکلی شده است. این توده نفوذی عامل اصلی بالاآمدگی کلی این منطقه است. برگوارگی اصلی موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه به صورت مشخص از این توده نفوذی متاثر شده و پیرامون توده نفوذی چرخیده است. بر این اساس، سن جایگیری این توده نفوذی را باید جوان‌تر از سن اعمال نیروهای زمین‌ساختی عامل ایجاد برگوارگی اصلی منطقه دانست. از طرف دیگر، وجود درونبوم‌هایی از سنگ‌های متادیوریتی- متاگابرویی اشاره به جوان‌تر بودن این توده نفوذی از سن توده نفوذی بازی دارد [۶]. بر اساس سن‌سنجی اورانیم- سرب، زمان ژوراسیک پایانی- کرتاسه پیشین برای جایگیری این توده نفوذی به دست آمده است [۱۰].

روش انجام پژوهش

طی چندین مرحله پیمایش صحرایی، ساختارهای اصلی چگونگی توزیع آنها در سنگ‌ها و همچنین تغییرات آنها در بخش‌های مختلف منطقه بررسی شد و در برخی مناطق اقدام به برداشت جهت‌دار نمونه‌های سنگی شد. جهت تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای اعمال شده بر سنگ‌های منطقه مورد بررسی، شیمی کانی‌های موجود در متابازیت‌های مجموعه آلماقلاغ و گارنت میکاشیست‌های مجموعه چنارشیخ بررسی شدند. برای این منظور از سنگ‌هایی که در فواصل دورتر نسبت به توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند نمونه‌برداری شد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، دقت شد که از مجموعه کانی‌های در تعادل با یکدیگر که طی دگرگونی ناحیه‌ای منطقه تشکیل شده‌اند استفاده گردد. در متابازیت‌ها، کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، گارنت و مسکوویت و در گارنت میکاشیست‌ها، کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز تجزیه شیمیایی شدند. شیمی عناصر اصلی این کانی‌ها به روش ریزپردازش الکترونی توسط Jeol Super Probe در دانشگاه میلان کشور ایتالیا بررسی شد. ولتاژ شتاب‌دهنده باریکه الکترونی برابر ۱۵ kV بوده و از جریانی با شدت ۱۵ nA استفاده شده است. مقادیر کاتیونی و فرمول این کانی‌ها توسط نرم افزار Minpet محاسبه شده است. جهت تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی حاکم بر سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی از برنامه‌های ptmafic و GPT استفاده شده است.

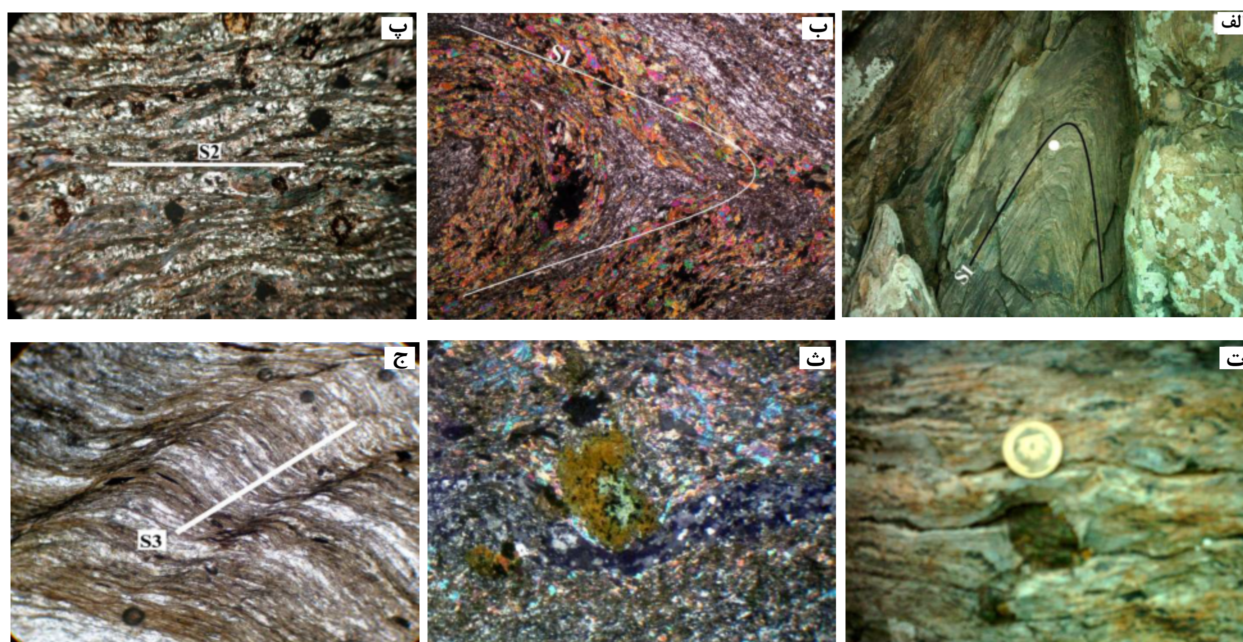


شکل ۳ تصویری از مجموعه آلماقلاغ و توده نفوذی متاسینیت -متاکوارتزسینیت در مرکز تاق‌شکل.

فازهای دگرشکلی

در این منطقه، ساختارهای زمین‌ساختی متنوعی را می‌توان مشاهده کرد. برگوارگی اولیه S_1 را به سختی می‌توان تشخیص داد و اغلب دستخوش فرایندهای زمین‌ساختی بعدی از بین رفته است. این برگوارگی در میکاشیست‌ها و آمفیبول‌شیست‌ها با جهت‌یافتگی میکاها، آمفیبول‌ها و یا کانی‌های اکسیدی مشخص می‌شود که تقریباً موازی با لایه‌بندی اولیه سنگ‌ها (S_0) شکل گرفته است. ایجاد چین‌های بعدی به همراه برگوارگی وابسته به این چین‌ها، اغلب باعث از بین رفتن این برگوارگی S_1 شده است.

چین‌های اصلی (F_1) در منطقه مورد بررسی چین‌های تنگ تا چین‌های با یال‌هایی تقریباً موازی هستند که به طور گسترده در سنگ‌های منطقه توسعه یافته و باعث چین‌خوردن برگوارگی S_1 شده‌اند (شکل‌های ۴ الف و ب). شواهد این چین‌خوردگی‌ها در مرمرها و میکاشیست‌ها نمایان‌تر از دیگر واحدهای سنگی منطقه هستند. روند و شیب سطح محوری این چین‌ها در نقاط مختلف آشکارا تغییر می‌کند. این تغییرات در روند و شیب سطح محوری ناشی از فرایندهای زمین‌ساختی بعدی و به‌ویژه جایگیری توده بزرگ سینیتی است [۱۱]. این چین‌ها بر برگوارگی اولیه اثر گذاشته به موازات سطح محوری خود، برگوارگی غالب منطقه (S_2) را ایجاد کرده‌اند (شکل ۴ پ). در مقیاس میکروسکوپی، این برگوارگی اغلب با جهت‌یابی بلورهای میکا و آمفیبول در روندی جدید و همچنین کشیدگی کانی‌های کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود. بر اساس شواهد میکروسکوپی و مزوسکوپی از جمله گسترش میکاهای ماهی شکل و آذر آوارهای چرخشی (شکل ۴ ت)، این برگوارگی از نوع برگوارگی میلونیتی است. روند و شیب این برگوارگی آشکارا متفاوت از روند عمومی پهنه سنندج- سیرجان است. این برگوارگی هرچند که تغییراتی را در روند و شیب خود نشان می‌دهد، دارای روند غالب شمال شرقی- جنوب غربی است. همچنین شیب این برگوارگی از شرقی – جنوب شرقی تا غربی-شمال غربی تغییر می‌کند. این تغییرات به ویژه در ارتباط با نفوذ توده سینیتی در مرکز تاق‌شکل و رویداد گنبدی شدن منطقه است [۱۱]. این توده نفوذی در ضمن جایگیری خود در سنگ‌های منطقه با روند شمال شرقی- جنوب غربی، روند ساختاری این ناحیه را در کنترل خود دارد. از طرف دیگر، با توجه به این که شواهد مربوط به دگرگونی مجاورتی ناشی از جایگیری این توده نفوذی نیز متاثر از زمین‌ساخت برشی قرار گرفته است (شکل ۴ ث)، می‌توان انتظار داشت که این تکتونیک برشی پس از جایگیری توده نفوذی، همچنان فعال بوده است. به طور کلی، برگوارگی S_2 تنها یک ساخت زمین-ساختی است که بدون ایجاد مجموعه کانی‌های جدید، باعث جهت‌گیری و آرایش دوباره کانی‌های قدیمی شده است.



شکل ۴ تصاویری از الف و ب) ایجاد چین‌های تنگ تا موازی بر برگوارگی S_1 و تشکیل برگوارگی S_2 در راستای صفحه محوری، پ و ت) برگوارگی میلونیتی S_2، ث) لکه برآمده از دگرگونی مجاورتی و چرخش برگوارگی S_2 به دور آن و ج) برگوارگی S_3. تصاویر ب، پ، ث و ج در نور قطبیده متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند.

نسل دیگری از چین‌ها (F_2) به صورت چین‌های باز و با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق تشکیل شده‌اند که برگوارگی S_2 را متاثر کرده‌اند. از ساختارهایی که به همراه این چین‌ها در منطقه مورد بررسی شکل گرفته‌اند می‌توان به نوار باندهای شکنجی اشاره کرد. این ساختارها در دمای پایین و شرایط شکننده ایجاد می‌شوند. محور این نواربادهای شکنجی روند عمومی شمال غربی- جنوب شرقی دارد. از ساختارهای دیگری که زمین‌ساخت شکننده در منطقه مورد بررسی تشکیل شده‌اند می‌توان به گسل‌ها و درزه‌ها اشاره کرد که برگوارگی میلونیتی (S_2) را قطع کرده‌اند. به طور کلی شواهد ساختاری موجود در منطقه بیانگر آن است که فاز نهایی دگرشکلی بیشتر به صورت شکنا عمل کرده است. با این حال، به به طور خفیف برگوارگی S_3 به شکل کنگره‌ای بر برگوارگی S_2 تشکیل شده است (شکل ۴ ج).

سنگ‌نگاری

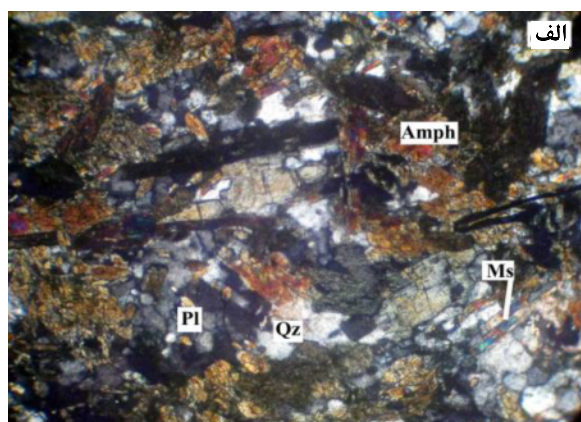
متابازیت‌ها

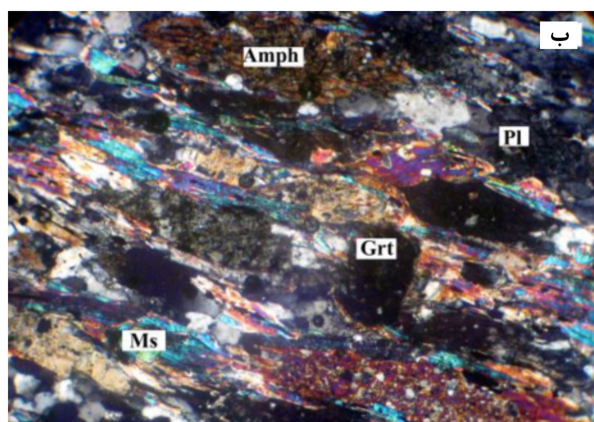
در نمونه دستی بازیت‌های دگرگونه با رنگ سبز تیره بیشتر ساخت جهت‌دار نشان می‌دهند و گاهی بلورهای سفیدرنگ فلدسپار به صورت شکفته بلور ظاهر شده‌اند. به نظر می‌رسد که این متابازیت‌ها از دگرگونی مجموعه‌ای از سنگ‌ها شامل گدازه و آذرآوارهای بازی شکل گرفته‌اند. در بیشتر نمونه‌ها، بلورهای آمفیبول سوزنی (چرماکیت) به مقدار ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی و بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز به مقدار ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی کانی‌های عمده سنگ را تشکیل می‌دهند که همراه با کانی‌هایی از جمله گارنت، کوارتز و اکسیدهای آهن- تیتان هستند (شکل ۵ الف). وجود مسکوویت و کلسیت در برخی از نمونه‌ها احتمالاً بیانگر سنگ‌مادر توف بازی ناخالص برای آن‌هاست (شکل ۵ ب). به طور کلی، در مقیاس میکروسکوپی، این سنگ‌ها از نظر بافتی و از نظر درصد و نسبت کانی‌ها تفاوت‌هایی را نشان می‌دهند. بافت‌های آذرین اولیه تقریباً به طور کامل از بین رفته و بافت‌های جدید دگرگونی به صورت بافت‌های نخ‌شکفتی تا ورقه نخ‌شکفتی ایجاد شده‌اند. بلورهای سوزنی آمفیبول که گاهی اندازه آنها تا ۲ میلیمتر می‌رسد بافت جهت‌دار سنگ را ایجاد کرده‌اند. بلورهای درشت آمفیبول گاهی دارای میانبارهایی از سایر کانی‌ها مانند پلاژیوکلاز، کوارتز و اکسیدهای آهن- تیتان هستند. بلورهای بی شکل پلاژیوکلاز و کوارتز با اندازه اغلب کوچک‌تر از ۱۰۰ میکرون فضای بین آمفیبول‌های درشت را پر کرده‌اند. مقدار مسکوویت در نمونه‌ها به میزان قابل توجهی (۵ تا ۳۰ درصد) متغییر است. بلورهای گارنت اغلب دارای اندازه کوچکتر از ۰٫۵ میلیمتر هستند و گاهی میانبارهایی از سایر کانی‌ها از جمله مسکوویت و پلاژیوکلاز را در برگرفته‌اند. آثار تجزیه‌شدگی در این بلورها کم است. به طور کلی، سنگ‌های این متابازیت‌ها را می‌توان به آمفیبولیت (شکل ۵ الف) تا گارنت آمفیبول شیست (شکل ۵ ب) تقسیم کرد.

متاپلیت‌ها

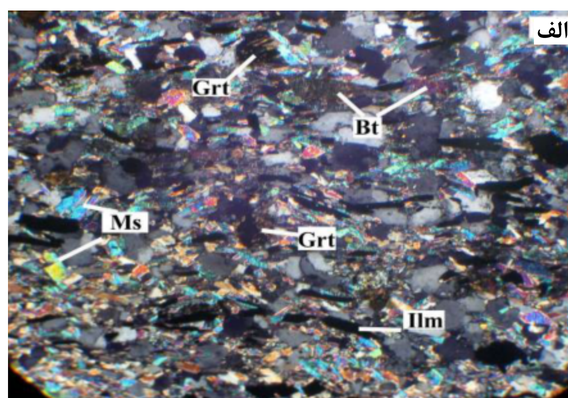
این سنگ‌ها با رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره دارای ساخت کاملاً متورق هستند. ترکیب کانی‌شناسی اصلی این گروه از سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، مسکوویت، بیوتیت، کلریت، گارنت، تورمالین و کانی‌های اکسیدی آهن- تیتان است (شکل‌های ۶ الف تا ت). در مجموع، بلورهای کوارتز خرد شده و بازتبلور یافته و بیشتر با ابعاد کوچکتر از ۱۰۰ میکرون فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌ها هستند. با این حال، مقدار کوارتز نسبت به سایر کانی‌ها تغیر می‌کند که بیانگر تفاوت سنگ‌مادر این سنگ‌هاست. بلورهای مسکوویت و بیوتیت بیشتر به صورت بلورهای ریز (کوچکتر از ۱۰۰ میکرون) کشیده هستند و به ندرت به صورت بلورهای صفحه‌ای درشت ظاهر شده‌اند. جهت‌یافتگی این کانی‌های میکایی باعث ایجاد بافت جهت‌دار در این سنگ‌ها شده است. با افزایش میکا، گسترش برگوارگی سنگ‌ها افزایش می‌یابد. بلورهای گارنت بیشتر ریز بلور و کوچکتر از ۰٫۵ میلیمتر هستند و بلورهای درشت‌تر به ندرت ظاهر شده‌اند که گاهی میانبارهایی از سایر کانی‌ها مانند کوارتز، پلاژیوکلاز و میکاها را در برگرفته‌اند. بلورهای درشت‌تر این کانی در برخی موارد تا حدی آثار تجزیه‌شدگی به سایر کانی‌ها از جمله کلریت و طلق را نشان می‌دهند. تیغه‌های کشیده از ایلمنیت در برخی از نمونه‌ها در راستای شیست‌وارگی سنگ جهت‌یافته‌اند (شکل ۶ الف).

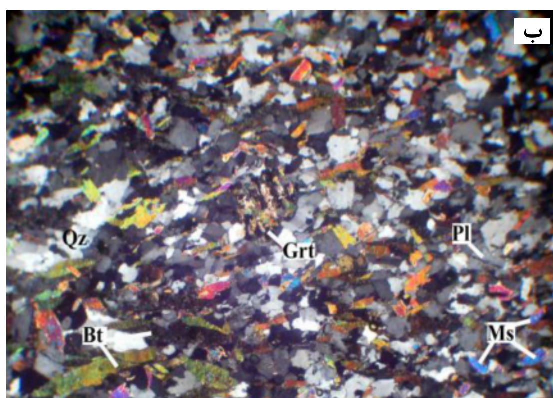
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

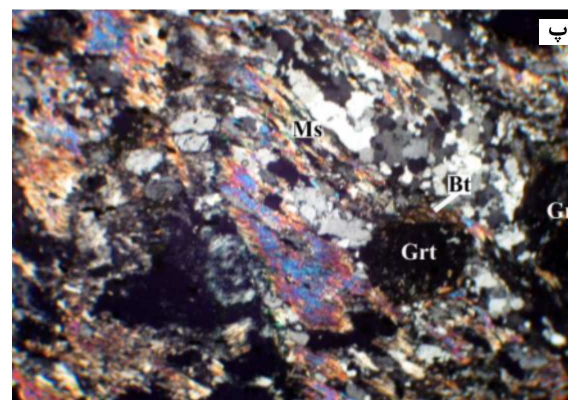


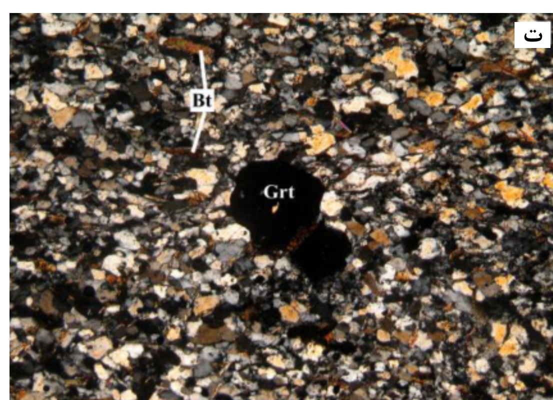


شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های متابازیتی مورد بررسی (در نور XPL).









شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های متاپلیتی مورد بررسی (در نور XPL).

شیمی کانی‌ها

متابازیت‌ها

گارنت: بلورهای گارنت از گروه گارنت‌های غنی از آهن هستند (مقدار FeO در گستره ۳۱/۲۶ تا ۳۳/۲۰ درصد). نسبت Fe/Mg در این کانی‌ها حدود ۰/۷ است (جدول ۱). در این کانی‌ها، مقدار آلماندن در گستره ۶۸/۷۵ تا ۷۳/۶۶، مقدار پیروپ در گستره ۹/۰۶ تا ۱۰/۲۴، مقدار گروسولار در گستره ۱۴/۵۷ تا ۱۹/۴۳ و مقدار اسپسارتین در گستره ۱/۳۵ تا ۲/۶۷ درصد است. از قسمت مرکز به لبه بلورها تا حدی مقدار آلماندن و پیروپ افزایش و مقدار اسپسارتین و گروسولار کاهش می‌یابد. در مجموع، در نمودار سه تایی آلماندن- گروسولار - پیروپ + اسپسارتین، ترکیب کانی‌ها به قطب آلماندن نزدیک است (شکل ۷ الف).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

پلاژیوکلاز: بلورهای پلاژیوکلاز با مقدار آلبیت به نسبت بالا و در گستره ۵۷/۲ تا ۶۰/۸ درصد، مقدار آنورتیت ۳۸/۸ تا ۴۲/۵۰ درصد و مقدار ارتوکلاز پایین درصد ۰/۳ تا ۰/۵ درصد در گستره آندزین قرار می‌گیرند (جدول ۲، شکل ۷ ب).

مسکوویت: بلورهای مسکوویت از نظر مقدار Si تقریبا غنی هستند (۶/۳۲ تا ۶/۵۸ درصد) که بیانگر مقدار بالای فنژیت در این کانی‌های میکایی و تشکیل آنها در شرایط فشار نسبتاً بالاست. در این کانی‌ها، نسبت $(Fe^{2}/Fe^{2}+Mg)$ برابر با ۰/۴۱ تا ۰/۵۴ و نسبت کاتیون آلومینیم در جایگاه چاروجهی نسبت به کاتیون در جایگاه هشت‌وجهی (Al^{IV}/Al^{VI}) در گستره ۰/۳۷ تا ۰/۴۴ است (جدول ۳). این بلورها در نمودار SiO_2-Al_2O_3-FeO در جایگاه سلادونیت قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ).

آمفیبول: بلورهای آمفیبول دارای مقادیر بسیار بالا از آلومینیم هستند (Al_2O_3 در گستره ۱۹/۹۵ تا ۲۱/۲۶ درصد) (جدول ۴). مقدار Fe/(Fe + Mg) در این کانی‌ها بالا و در گستره ۰/۶۷ تا ۰/۷۱ تغییر می‌کند. در این کانی‌ها، مقدار کاتیونی Ca در گستره ۱/۷۷ تا ۱/۸۲ و مقدار Na در گستره ۰/۴۱ تا ۰/۴۵ درصد تغییر می‌کند. این کانی‌ها از گروه آمفیبول‌های کلسیمی هستند و با توجه به شکل ۷ ت، این کانی‌های آمفیبول در جایگاه فروچرماکیت قرار می‌گیرند و با توجه به مقادیر بسیار بالای آلومینیم می‌توان آنها را آلومینوفروچرماکیت دانست.

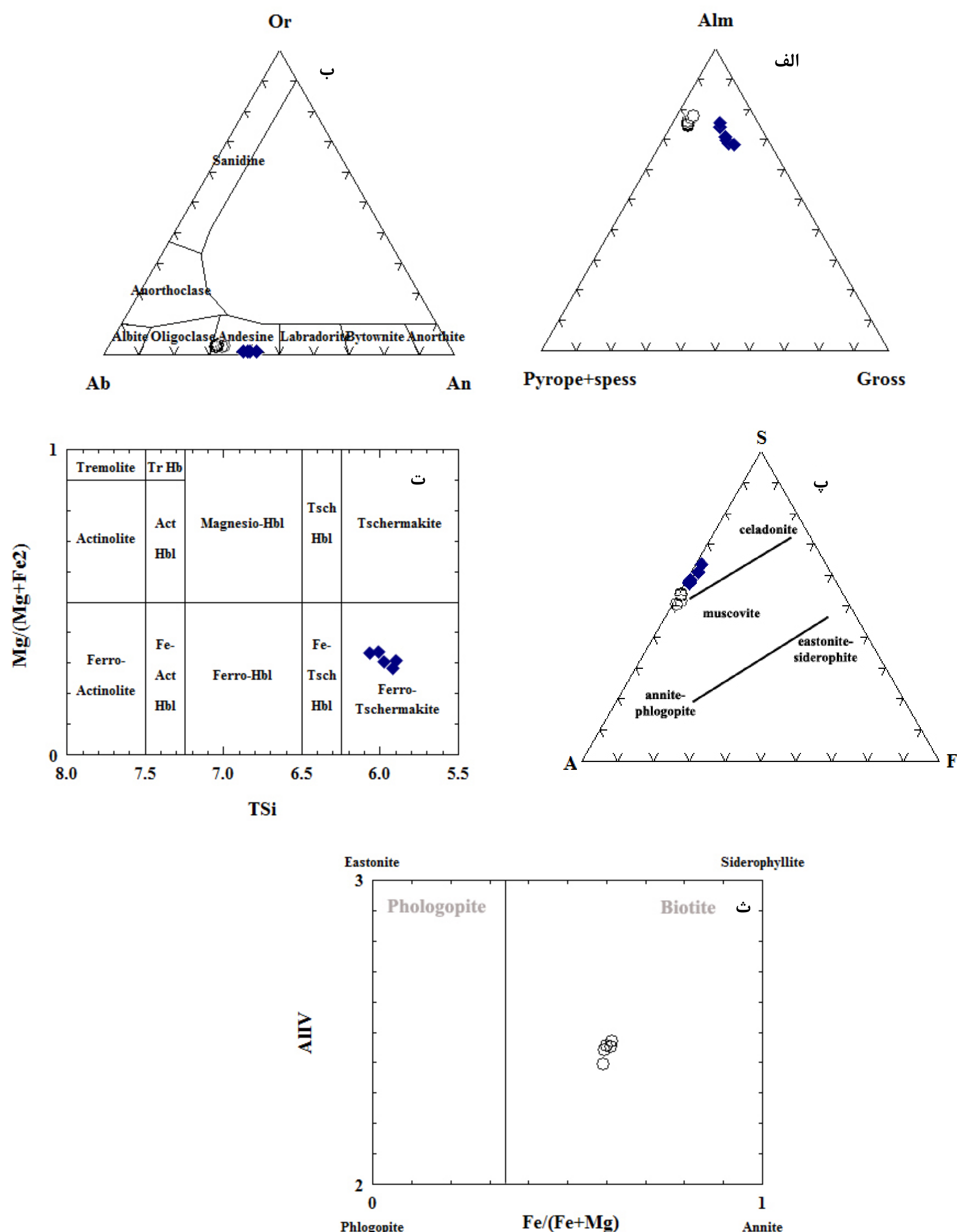
متاپلیت‌ها

گارنت: کانی‌های گارنت ترکیب به نسبت یکنواختی دارند و از آلماندن غنی هستند (شکل ۷ الف). نسبت Fe/Mg در گارنت‌های موجود در متاپلیت‌ها در مقایسه با گارنت‌های موجود در متابازیت‌ها بیشتر و در گستره ۱۲/۳۴ تا ۱۴/۴۵ است (جدول ۱). در این کانی‌ها، مقدار آلماندن در گستره ۷۴/۷۴ تا ۷۵/۷۱، مقدار پیروپ در گستره ۴/۷ تا ۷/۶، مقدار گروسولار در گستره ۳/۳۸ تا ۵/۵۸ و مقدار اسپسارتین در گستره ۱۲/۸ تا ۱۵/۱۷ درصد است. میانگین ترکیب این بلورها به صورت $Alm_{75.5}$ $Pyp_{5.5}$ $Sps_{14.2}$ $Grs_{4.4}$ است و تفاوت ترکیبی چندانی بین مرکز و لبه بلورها دیده نمی‌شود.

جدول ۱ عناصر اصلی بلورهای گارنت و مقادیر کاتیونی و فرمول محاسبه شده بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن.

				متابازیت						متاپلیت		
نمونه	B22	B22	B22	B29	B29	B29	B29	B11	B11	B11	B18	B18
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۳۸/۵۵	۳۸/۴۱	۳۸/۹۳	۳۹/۷۱	۳۷/۴۷	۳۸/۸۴	۳۸/۵۸	۳۶/۸۸	۳۷/۳۰	۳۶/۷۰	۳۷/۹۰	۳۷/۴۹
Al_2O_3	۲۱/۲۹	۲۱/۱۱	۲۰/۶۹	۲۰/۴۳	۲۲/۲۵	۱۹/۸۳	۲۰/۵۰	۲۰/۳۰	۲۰/۹۰	۲۰/۴۹	۲۱/۱۱	۲۰/۹۰
CaO	۵/۷۴	۵/۹۰	۶/۲۳	۶/۹۳	۵/۱۹	۶/۶۱	۶/۱۷	۱/۶۵	۱/۶۵	۱/۷۹	۱/۴۵	۱/۵۸
FeO	۳۲/۷۵	۳۲/۴۵	۳۲/۰۵	۳۱/۲۶	۳۳/۲۰	۳۱/۵۴	۳۱/۷۶	۳۲/۹۰	۳۳/۲۳	۳۲/۷۶	۳۱/۶۵	۳۳/۲۴
MgO	۲/۵۴	۲/۴۸	۲/۴۷	۲/۳۱	۲/۵۹	۲/۴۱	۲/۴۵	۱/۴۳	۱/۴۰	۱/۴۹	۱/۲۳	۱/۳۰
MnO	۱/۰۱	۰/۸۰	۱/۰۳	۱/۲۰	۰/۶۰	۱/۰۸	۰/۷۳	۶/۳۲	۶/۲۷	۶/۱۸	۵/۹۸	۶/۲۸
Si	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۷	۳/۱۲	۲/۹۶	۳/۱۰	۳/۰۸	۳/۰۲	۳/۰۲	۳/۰۱	۳/۱۰	۳/۰۳
Al^{IV}	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al^{VI}	۱/۹۷	۱/۹۷	۱/۹۲	۱/۸۹	۲/۰۳	۱/۸۶	۱/۹۳	۱/۹۶	۱/۹۹	۱/۹۸	۲/۰۴	۱/۹۹
Ca	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۴۴	۰/۵۷	۰/۵۳	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۴
Fe2	۲/۱۵	۲/۱۵	۲/۱۱	۲/۰۵	۲/۱۸	۲/۱۲	۲/۱۲	۲/۲۶	۲/۲۵	۲/۲۵	۲/۱۷	۲/۲۵
Mg	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۶
Mn	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۴۳
Alm	۷۱/۷۱	۷۱/۶۸	۷۰/۴۸	۶۸/۷۵	۷۳/۵۵	۶۹/۵۹	۷۰/۹۴	۷۴/۸۳	۷۵/۲۰	۷۴/۵۱	۷۵/۸۰	۷۵/۶۵
Gross	۱۶/۰۰	۱۶/۵۴	۱۷/۴۳	۱۹/۵۳	۱۴/۲۴	۱۸/۵۸	۱۷/۶۶	۴/۷۸	۴/۶۹	۵/۱۸	۴/۲۹	۴/۵۴
Pyrope	۹/۹۲	۹/۷۷	۹/۶۸	۹/۰۶	۱۰/۲۸	۹/۴۳	۹/۷۶	۵/۸۰	۵/۶۵	۶/۰۴	۵/۲۵	۵/۲۷
Spess	۲/۲۴	۱/۷۹	۲/۲۹	۲/۶۷	۱/۳۵	۲/۴۰	۱/۶۵	۱۴/۵۶	۱۴/۳۷	۱۴/۲۴	۱۴/۵۱	۱۴/۴۸
Xca	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵
Xfe	۰/۲	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۷۶
XMg	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵
Fe_Mg	۷/۲۴	۷/۳۵	۷/۲۹	۷/۵۸	۷/۱۶	۷/۳۷	۷/۲۶	۱۲/۸۹	۱۳/۳۰	۱۲/۳۴	۱۴/۴۵	۱۴/۳۳

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]



شکل ۷ الف) جایگاه بلورهای گارنت در نمودار آلماندن- گروسولار - پیروپ + اسپسارتن [۱۲]، ب) جایگاه کانی‌های پلاژیوکلاز در نمودار آنورتیت- آلبیت- اورتوز [۱۳]، پ) جایگاه ترکیب شیمیایی بلورهای میکای سفید در نمودار سه تایی SiO_2-Al_2O_3-FeO [۱۴]، ت) جایگاه بلورهای آمفیبول در نمودار مرجع [۱۵] و ث) ترکیب شیمیایی بلورهای بیوتیت در نمودار مرجع [۱۳].

جدول ۲ عناصر اصلی، مقادیر کاتیونی و فرمول محاسبه شده برای بلورهای پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اتم اکسیژن.

			متابازیت						متاپلیت		
نمونه	B22	B22	B22	B29	B29	B29	B11	B11	B11	B18	B18
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۵۷٫۹۶	۵۹٫۰۴	۵۹٫۳۴	۵۸٫۶۱	۵۷٫۸۲	۶۰٫۰۷	۶۰٫۱۲	۵۹٫۸۴	۶۰٫۱۳	۶۰٫۰۵	۶۰٫۲۳
Al_2O_3	۲۶٫۴۲	۲۶٫۳۳	۲۵٫۸۴	۲۶٫۴۲	۲۶٫۳	۲۵٫۹۵	۲۵٫۳۵	۲۵٫۴۷	۲۵٫۳۶	۲۵٫۲۰	۲۵٫۱۰
CaO	۸٫۸۷	۸٫۳۸	۸٫۰۶	۸٫۴۱	۸٫۵۷	۸٫۱۸	۶٫۴۹	۶٫۴۱	۶٫۵۰	۶٫۲۴	۶٫۳۵
FeO	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۲۶	۰٫۲۹
K_2O	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۴۲	۰٫۵۱	۰٫۴۲	۰٫۳۹	۰٫۴۶
Na_2O	۶٫۵۹	۶٫۹۳	۶٫۹۸	۶٫۷۹	۶٫۵۸	۶٫۱۴	۷٫۶۸	۷٫۵۰	۷٫۶۷	۷٫۴۴	۷٫۴۲
مجموع	۱۰۰٫۰	۱۰۰٫۸۹	۱۰۰٫۳۶	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۷۶	۱۰۰٫۵۰	۱۰۰٫۴	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۴۰	۹۹٫۵۸	۹۹٫۸۵
Si	۲٫۵۹	۲٫۶۱	۲٫۶۴	۲٫۶۱	۲٫۶۰	۲٫۶۹	۲٫۶۶	۲٫۶۷	۲٫۶۷	۲٫۶۹	۲٫۶۹
Al	۱٫۳۹	۱٫۳۷	۱٫۳۵	۱٫۳۸	۱٫۴	۱٫۳۷	۱٫۳۲	۱٫۳۴	۱٫۳۳	۱٫۳۳	۱٫۳۲
Fe^2	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۱
Ca	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۰
Na	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۶۰	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۶۴
K	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۶
Ab	۵۷٫۲۰	۵۹٫۷۰	۶۰٫۸۰	۵۹٫۲۰	۵۷٫۹۰	۵۷٫۳۰	۶۶٫۵۰	۶۵٫۹۰	۶۶٫۵۰	۶۶٫۸۰	۶۶٫۱۰
An	۴۲٫۵۰	۳۹٫۹۰	۳۸٫۸۰	۴۰٫۵۰	۴۱٫۷۰	۴۲٫۲۰	۳۱٫۱۰	۳۱٫۱۰	۳۱٫۱۰	۳۰٫۹۰	۳۱٫۲۰
Or	۰٫۳۰	۰٫۴۰	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۲٫۴۰	۳٫۰۰	۲٫۴۰	۲٫۳۰	۲٫۷۰

جدول ۳ عناصر اصلی بلورهای مسکوویت و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن.

			متابازیت					متاپلیت		
نمونه	B22	B22	B22	B29	B29	B11	B11	B11	B18	B18
	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۵۱٫۲۴	۵۰٫۹۴	۵۰٫۶۹	۴۹٫۸۶	۵۲٫۱۲	۴۶٫۴۴	۴۶٫۵۳	۴۶٫۸۰	۴۶٫۶۵	۴۶٫۵۲
Al_2O_3	۳۵٫۴۴	۳۶٫۰۴	۳۶٫۱۸	۳۶٫۷۴	۳۴٫۹۳	۳۷٫۱۱	۳۷٫۲۹	۳۶٫۹۳	۳۷٫۲۴	۳۷٫۳۰
FeO	۱٫۱۴	۱٫۲۰	۱٫۲۲	۱٫۰۶	۱٫۲۸	۰٫۹۹	۱٫۰۱	۰٫۷۹	۰٫۹۴	۱٫۰۲
MgO	۰٫۹۳	۰٫۷۵	۰٫۸۶	۰٫۷۲	۰٫۶۲	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۰٫۳۳
K_2O	۸٫۳۲	۸٫۵۹	۸٫۴۹	۸٫۶۳	۸٫۱۴	۸٫۶۴	۸٫۷۱	۸٫۴۷	۸٫۵۲	۸٫۷۶
TiO_2	۰٫۲۹	۰٫۴۵	۰٫۵۰	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۵۱	۰٫۴۷	۰٫۵۵	۰٫۴۸	۰٫۴۷
Na_2O	۰٫۷۷	۰٫۸۳	۰٫۷۰	۰٫۶۹	۰٫۶۷	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۶۲
مجموع	۹۸٫۱۲	۹۸٫۸۰	۹۸٫۶۴	۹۸٫۱۱	۹۸٫۰۹	۹۴٫۶۵	۹۴٫۹۸	۹۴٫۳۹	۹۴٫۷۳	۹۵٫۰۲
Si	۶٫۴۸	۶٫۴۱	۶٫۳۹	۶٫۳۲	۶٫۵۸	۶٫۱۳	۶٫۱۲	۶٫۱۷	۶٫۱۴	۶٫۱۲
Al^{IV}	۱٫۵۲	۱٫۵۹	۱٫۶۱	۱٫۶۸	۱٫۴۳	۱٫۸۷	۱٫۸۸	۱٫۸۳	۱٫۸۶	۱٫۸۸
Al^{VI}	۳٫۷۶	۳٫۷۶	۳٫۷۵	۳٫۸۱	۳٫۷۷	۳٫۸۹	۳٫۹۰	۳٫۹۱	۳٫۹۱	۳٫۹۰
Fe^2	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Mg	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷
Na	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۶
K	۱٫۳۴	۱٫۳۸	۱٫۳۷	۱٫۴۰	۱٫۳۱	۱٫۴۵	۱٫۴۶	۱٫۴۳	۱٫۴۳	۱٫۴۷
Fe_FeMg	۰٫۴۱	۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۵۴	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۶۳
Mg_FeMg	۰٫۵۹	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۳۷

جدول ۴ عناصر اصلی بلورهای آمفیبول و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن.

			متابازیت		
نمونه	B22	B22	B22	B29	B29
	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۳۸/۷۸	۳۹/۶۴	۳۹/۹۶	۳۹/۴۳	۳۹/۹۱
Al_2O_3	۲۱/۱۰	۲۰/۱۴	۲۰/۲۱	۲۱/۲۶	۱۹/۹۵
CaO	۱۱/۲۲	۱۱/۰۷	۱۱/۱۴	۱۱/۲۶	۱۰/۸۷
FeO	۱۸/۶۱	۱۸/۰۱	۱۸/۲۳	۱۸/۹۴	۱۷/۹۲
MgO	۴/۶۵	۵/۰۹	۵/۱۴	۴/۳۲	۴/۹۶
K_2O	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۸۳
MnO	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵
TiO_2	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۱
Na_2O	۱/۵۳	۱/۵۲	۱/۵۴	۱/۴۷	۱/۴۱
مجموع	۹۷/۲۰	۹۶/۸۱	۹۷/۴۳	۹۷/۹۶	۹۶/۲۱
Si	۵/۸۷	۵/۹۹	۶/۰۰	۵/۹۲	۶/۰۶
Al^{IV}	۲/۱۳	۲/۰	۱/۹۹	۲/۰۸	۱/۹۴
Al^{VI}	۱/۶۳	۱/۵۸	۱/۵۷	۱/۶۷	۱/۶۲
Ti	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
Mg	۱/۰۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۰/۹۷	۱/۱۲
Fe	۲/۳۵	۲/۲۸	۲/۳۰	۲/۳۸	۲/۲۷
Mn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ca	۱/۸۲	۱/۷۹	۱/۷۹	۱/۸۱	۱/۷۷
Na	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۱
K	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶
Total	۱۵/۵۲	۱۵/۴۶	۱۵/۴۷	۱۵/۴۷	۱۵/۴۰

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها دارای ترکیب تقریباً یکنواختی است. مقدار آنورتیت در این کانی‌ها در گستره ۲۸/۷ تا ۳۳/۴ است و مقدار آلبیت در گستره ۶۵/۳ تا ۶۸/۷ درصد تغییر می‌کنند (جدول ۲). با توجه به نمودار شکل ۷ ب، ترکیب پلاژیوکلازها در گستره الیگوکلاز قرار می‌گیرند.

مسکوویت: بلورهای میکای سفید از آهن فقیر بوده و در نمودار سه تایی SiO_2-Al_2O_3-FeO در گستره سلادونیت جای می‌گیرند (شکل ۷ پ). مقدار Si در این کانی‌ها تقریباً ثابت و با میانگین ۶/۱۵ درصد و نسبت کاتیون آلومینیم در جایگاه چاروجهی نسبت به کاتیون در جایگاه هشت‌وجهی (Al^{IV}/Al^{VI}) برابر با ۰/۴۷ است (جدول ۳).

بیوتیت: بلورهای بیوتیت دارای ترکیب تقریباً یکنواختی هستند. در این کانی‌ها، مقدار Fe تا حدی بیشتر از Mg است (جدول ۵). مقدار XFe در این کانی‌ها در گستره ۰/۵۹ تا ۰/۶۲ است (شکل ۷ ث). مقدار یونی Ti در این کانی‌ها ثابت (در گستره ۰/۱۷ تا ۰/۲۱) و نسبت کاتیون آلومینیم در جایگاه چاروجهی نسبت به جایگاه هشت‌وجهی (Al^{IV}/Al^{VI}) در گستره ۱/۶۷ تا ۱/۷۵ است.

شرایط دما و فشار دگرگونی

می‌توان برای بررسی شرایط دما و فشار حاکم بر پهنه‌های دگرگونی روش‌های ترمودینامیکی استفاده کرد. در دهه‌های گذشته روش‌های مختلفی برای محاسبه شرایط دما- فشار سنگ‌های دگرگونی معرفی شده است. این روش‌ها بر اساس شیمی کانی‌هایی است که در تعادل با هم طی اعمال دگرگونی بر سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. نکته بسیار مهم در بررسی شرایط دما- فشار سنگ‌های دگرگونی، انتخاب مجموعه کانی‌هایی است که با هم در تعادل هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ-نگاری، دقت شد که از مجموعه کانی‌های همزیست و در تعادل با هم که طی دگرگونی ناحیه‌ای منطقه تشکیل شده‌اند استفاده گردد. همچنین باید دقت شود که با توجه به ترکیب سنگ از روش‌های مناسب جهت بررسی شرایط دما و فشار دگرگونی استفاده شود.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

جدول ۵ عناصر اصلی بلورهای بیوتیت و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن.

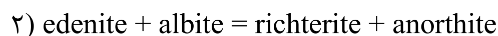
			متاپلیت		
نمونه	B11	B11	B11	B18	B18
	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۳۴/۹۰	۳۵/۳۰	۳۴/۶۷	۳۵/۰۱	۳۴/۷۷
Al_2O_3	۲۰/۶۴	۲۰/۴۳	۲۰/۴۸	۲۰/۸۶	۲۰/۷۹
CaO	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۶
FeO	۲۱/۴۳	۲۰/۶۶	۲۰/۹۱	۲۱/۰۲	۲۱/۳۶
MgO	۷/۵۳	۷/۹۰	۷/۷۳	۷/۹۷	۷/۴۱
K_2O	۹/۷۰	۹/۵۴	۹/۴۹	۹/۳۹	۹/۶۲
MnO	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۲
TiO_2	۱/۷۸	۱/۶۴	۱/۸۲	۱/۴۰	۱/۸۵
Na_2O	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۸
مجموع	۹۶/۴۰	۹۶/۰۰	۹۶/۵۴	۹۶/۰۹	۹۶/۲۶
Si	۵/۵۵	۵/۶۱	۵/۵۵	۵/۵۶	۵/۵۳
Al^{IV}	۲/۴۵	۲/۳۹	۲/۴۵	۲/۴۴	۲/۴۷
Al^{VI}	۱/۴۱	۱/۴۳	۱/۴۰	۱/۴۶	۱/۴۳
Ti	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۲۲
Fe^2	۲/۸۵	۲/۷۴	۲/۸۰	۲/۷۹	۲/۸۴
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Mg	۱/۷۸	۱/۸۷	۱/۸۴	۱/۸۹	۱/۷۶
Ca	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Na	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶
K	۱/۹۷	۱/۹۳	۱/۹۴	۱/۹۰	۱/۹۵
Fe_FeMg	۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۲

متابازیت‌ها

تشکیل گسترده بلورهای گارنت با ترکیب غنی از آلماندن در اینگونه سنگ‌ها با سنگ‌مادر ماگمایی بازی بیانگر آن است که درجه دگرگونی دست کم تا رخساره آمفیبولیت پیش رفته است. هچنین ترکیب بلورهای آمفیبول که از نوع کلسیمی با مقدار بالای آهن و آلومینیم هستند نیز در تائید این درجه از دگرگونی است. با بررسی مجموعه کانی‌های در تعادل با هم در این سنگ‌ها، از روش دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز جهت بررسی شرایط دمای دگرگونی و از روش فشارسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز- گارنت- کوارتز برای تعیین فشار دگرگونی استفاده شد.

دماسنجی پلاژیوکلاز-آمفیبول یک روش مناسب برای متابازیت‌ها بر پایه تبادل Na Si = Ca Al بین این دو فاز کانی است. مهمترین واسنجی مورد استفاده برای دماسنج آمفیبول- پلاژیوکلاز بر اساس واکنش‌های تبادلی زیر ارائه شده است [۱۵]:


۱) edenite + 4 quartz = tremolite + albite


۲) edenite + albite = richterite + anorthite

نتایج محاسبه شده توسط این دو واکنش تبادلی در جدول ۶ آورده شده است. بر این اساس، شرایط دمایی۵۵۶ تا ۵۹۳ و ۵۵۲ تا ۵۸۱ درجه سانتیگراد به ترتیب برای واکنش ۱ و واکنش ۲ به دست می‌آید. در مجموع، میانگین دمایی ۵۷۰ درجه سانتیگراد با استفاده از دماسنجی پلاژیوکلاز-آمفیبول برای سنگ‌های متابازیتی مورد بررسی نتیجه می‌شود.

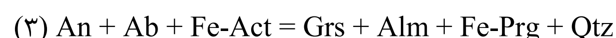
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

جدول ۶ نتایج دما و فشار در سنگ‌های متابازیتی.

Mineral			Temperature T ^{oC}		Pressure Kbar
			Amph-Plg		Amph-Grt-Plg –Qz
Grt	Amph	Pl	Holland & Blundy (1994)		Kohn & Spear (1990)
			(1)	(2)	
۱	۱	۱	۵۹۳	۵۸۱	۷/۳
۲	۲	۲	۵۶۹	۵۶۵	۶/۹
۳	۳	۳	۵۷۹	۵۶۷	۷/۱
۴	۴	۴	۵۶۷	۵۵۷	۷/۵
۵	۵	۵	۵۵۶	۵۵۲	۷/۸
۶	۴	۶	۵۷۴	۵۶۳	۶/۹
۷	۴	۴	۵۹۱	۵۸۰	۷/۴
Average			۵۷۵	۵۶۶	۷/۲
			۵۷۰		

آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های متابازیتی مورد بررسی از نظر مقدار آلومینیم بسیار غنی هستند. فشارسنجی بر پایه مقدار آلومینیم موجود در این کانی‌ها، مقادیر فشار بالا و در ۱۲ تا ۱۴ کیلوبار را برای این سنگ‌ها نتیجه می‌دهد. از طرف دیگر، این گستره فشار در تناسب با مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی نیست. لجر و همکارش [۱۶] اعتقاد دارند که مقدار آلومینیم موجود در کانی‌های آمفیبول سنگ‌های دگرگونی همواره در تناسب مستقیم با مقدار فشار نیست و عوامل دیگری از جمله سنگ‌مادر و نوع کانی‌های همزیست نیز می‌توانند در این مورد موثر باشند. به طور کلی، روش‌های فشارسنجی تبادلی بین چند فاز کانی جهت بررسی شرایط فشار سنگ‌های متابازیت مناسب‌تر است. در این پژوهش از فشارسنجی گارنت- پلاژیوکلاز- آمفیبول- کوارتز استفاده شد که برای نوع سنگ دگرگونی و مجموعه کانی‌های موجود در آن مناسب است.

برای فشارسنجی گارنت- پلاژیوکلاز- آمفیبول- کوارتز روابط تعادلی مختلفی پیشنهاد شده است [۱۷]:


(۳) $An + Ab + Fe\text{-}Act = Grs + Alm + Fe\text{-}Prg + Qtz$


(۴) $An + Fe\text{-}Act = Grs + Alm + Fe\text{-}Ts + Qtz$

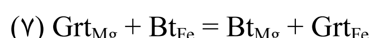

(۵) $An + Ab + Tr = Grs + Prp + Prg + Qtz$


(۶) $An + Tr = Grs + Prp + Prg + Ts + Qtz$

با توجه به اینکه ترکیب کانی‌های آمفیبول از نوع چرماکیت غنی از آهن است و همچنین با توجه به بالا بودن مقدار آلماندن و گروسولار در گارنت‌ها، واکنش (۴) را برای سنگ‌های مورد بررسی می‌توان پیشنهاد داد. این نوع فشارسنجی بر اساس واسنجی ارائه شده در مرجع [۱۷] در جدول ۶ ارائه شده است. بر این اساس، فشار ۶/۹ تا ۷/۸ کیلوبار برای سنگ‌های متابازیتی مورد بررسی نتیجه شد.

متاپلیت‌ها

دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت متداول‌ترین نوع دماسنج برای سنگ‌های متاپلیتی است، چرا که برای طیف گسترده‌ای از درجات دگرگونی مفید است. اساس این دماسنج تغییرات نسبت‌های Fe^{2+} و Mg^{2+} در بین دو کانی گارنت و بیوتیت در تعادل با هم است. این تغییرات بر اساس رابطه تعادلی زیر صورت می‌گیرد [۱۸]:


(۷) $Grt_{Mg} + Bt_{Fe} = Bt_{Mg} + Grt_{Fe}$

تبادل آهن و منیزیم بین کانی‌های گارنت و بیوتیت با دما وابستگی مستقیم دارد درصورتی‌که تقریباً مستقل از تغییرات فشار است. شرایط دمایی در این روش دماسنجی با استفاده از رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$\ln KD = (-2109/T) + 0.782$$

در این رابطه، $KD = (Mg/Fe)_{Grt}/(Mg/Fe)_{Bt}$ است. نتایج دماسنجی گارنت- بیوتیت بر اساس واسنجی‌های مختلف در جدول ۷ ارائه شده است. شرایط دمایی ۴۰۶ تا ۴۷۹ درجه سانتیگراد بر اساس واسنجی [۱۸]، ۴۵۱ تا ۴۹۶ درجه سانتیگراد بر پایه واسنجی مرجع [۱۹] و ۴۵۳ تا ۴۹۴ درجه سانتیگراد بر اساس واسنجی مرجع [۲۰] به دست آمد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]

جدول ۷ نتایج دما و فشار در سنگ‌های متاپلیتی.

Mineral				Temperature T ^Oc^				Pressure Kbar	
				Bt-Grt			Grt-Mus	Grt-Plg-Bt-Mus-Qz	Grt-Plg-Mus-Qz
Grt	Bt	Mus	Plg	Holdaway & Lee (1977)	Ferry & Spear (1978)	Thompson (1976)		Ghent & stout (1981)	Hodges & Crowley (1985)
۱	۱	۱	۱	۴۹۴	۴۶۰	۴۹۶	۴۱۸	۲٫۷	۲٫۶
۲	۲	۲	۲	۴۷۶	۴۳۶	۴۷۶	۴۶۲	۲٫۶	۲٫۱
۳	۳	۳	۳	۴۸۹	۴۵۴	۴۹۱	۴۷۷	۲٫۵	۱٫۸
۴	۴	۴	۴	۴۵۳	۴۰۶	۴۵۱	۴۵۴	۳٫۲	۲٫۸
۵	۵	۵	۵	۴۸۳	۴۴۶	۴۸۵	۴۴۱	۳٫۱	۲٫۷
Average				۴۴۰	۴۷۹	۴۸۰	۴۵۰	۲٫۸	۲٫۴
				۴۶۲				۲٫۶	

از دماسنج گارنت- مسکوویت که بر اساس تبادل آهن-منیزیم بین دو این کانی است نیز می‌توان برای تعیین دمای دگرگونی سنگ‌های متاپلیت استفاده کرد. اساس این دماسنج رابطه تعادلی زیر است:

Pyrope + Fe-Celadonite = Almandine + Mg-Celadonite (۸)

براساس واسنجی ارائه شده در مرجع [۲۱]، گستره دمایی ۴۱۸ تا ۴۷۷ درجه سانتیگراد برای این سنگ‌ها به دست می‌آید (جدول ۷). در مجموع، میانگین دمای ۴۶۲ درجه سانتیگراد بر اساس دماسنجی گارنت- بیوتیت و گارنت- مسکوویت برای سنگ‌های متاپلیتی مورد بررسی به دست آمد (جدول ۷).

با توجه به اینکه در سنگ‌های متاپلیتی، مجموعه کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکوویت در طیف گسترده‌ای از شرایط دما و فشار (از پهنه گارنت تا پهنه سلیمانیت) تشکیل می‌شوند، بنابراین استفاده از فشارسنج‌های گارنت- بیوتیت- مسکوویت- پلاژیوکلاز- کوارتز (GBMPQ) و همچنین فشارسنج گارنت- مسکوویت- پلاژیوکلاز- کوارتز (GMPQ) برای این سنگ‌ها بسیار مناسب است. اساس فشارسنج‌های گارنت- بیوتیت- مسکوویت - پلاژیوکلاز- کوارتز رابطه واکنشی زیر است:

(۹) Mus + Bt + Qz = Grt + Feld + H_2O

با استفاده از این روش فشارسنجی، شرایط فشار دگرگونی برای سنگ‌های مورد بررسی در گستره ۲٫۵ تا ۳٫۱ کیلوبار است (جدول ۷).

فشارسنجی گارنت- مسکوویت- پلاژیوکلاز- کوارتز نیز بر اساس دو رابطه واکنش زیر انجام می‌شود:

Pyrope + Grossular + Muscovite + Quartz = Anortite + Mg-Celadonite (۱۰)

Almandine + Grossular + Muscovite + Quartz = Anortite + Fe-Celadonite (۱۱)

در اینجا با توجه به ترکیب بلورهای گارنت در سنگ‌های مورد بررسی که از انواع غنی از آهن هستند، از رابطه واکنشی (۱۱) استفاده شد که بر اساس آن فشار دگرگونی در گستره ۱٫۸ تا ۲٫۸ کیلوبار محاسبه شد (جدول ۷).

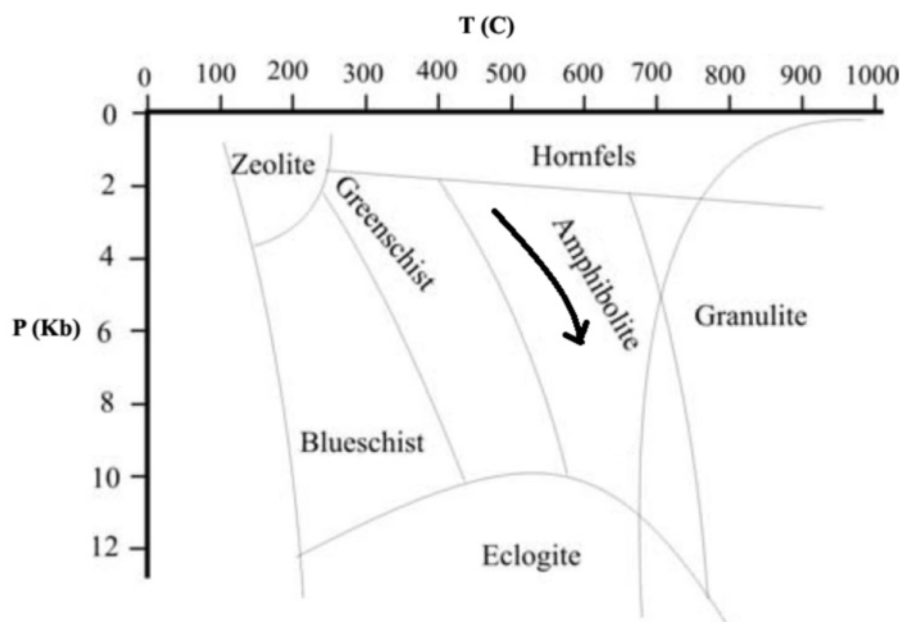
در مجموع، بر اساس میانگین دو روش فشارسنجی، فشار معادل با ۲٫۶ کیلوبار برای سنگ‌های متاپلیتی نتیجه شد (جدول ۷).

برداشت

بر اساس شواهد صحرایی، بررسی ساختاری و محاسبات دما-فشار دگرگونی تحولات زیر را می‌توان برای منطقه مورد بررسی پیشنهاد داد:

۱- وجود توالی‌های آتشفشانی اسیدی تا بازی در همراهی با سنگ‌های رسوبی بیانگر رخداد فعالیت‌های آتشفشانی گسترده در پالئوزوئیک است.

۲- برگوارگی S_1 طی یک مرحله از دگرگونی ناحیه‌ای ایجاد شده است. بررسی شیمی کانی‌ها و محاسبات دماسنجی-فشارسنجی بیانگر آن است که درجه دگرگونی ناحیه‌ای منطقه تا رخساره آمفیبولیت پیش رفته است (شکل ۸). سنگ‌های متابازیتی مجموعه آلماقلاغ که در زیر مجموعه رسوبی دگرگون شده چنارشیخ قرار گرفته‌اند، شرایط دما و فشار بالاتری را نشان می‌دهند.



شکل ۸ روند دگرگونی سنگ‌های تاق‌شکل آلماقلاغ بر نمودار رخساره‌ها.

۳- قرارگیری سنگ‌های مورد بررسی در یک نظام زمین ساختی برشی باعث تشکیل برگوارگی میلونیتی S_2 شده است. این برگوارگی نافذترین ساختار زمین ساختی در همه توالی‌های سنگی منطقه است.

۴- جایگیری توده نفوذی سینیتی- کوارتز سینیتی در پایان ژوراسیک- آغاز کرتاسه افزون بر ایجاد ساختار گنبدی منطقه، بر نحوه آرایش برگوارگی S_2 در نقاط مختلف منطقه نیز اثر گذاشته است. با توجه به اینکه این توده نفوذی و آثار دگرگونی برآمده از آن نیز متاثر از زمین‌ساخت برشی است، می‌توان به این نتیجه رسید که جایگیری این توده نفوذی در یک پهنه برشی رخ داده است.

مراجع

[1] Berberian M., *"Against the rigidity of the Lut Block, Iran*", Geological Survey of Iran 40 (1977) 203-228.

[2] Berberian M.، King G.C.P., *"Towards a paleogeogaraphy and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210–265.

[3] Sheikholeslami M.R., Pique A., Mobayen M., Sabzehei M., Bellon H.، Hashem Emami M., *"Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran)*", Journal of Asian Earth Sciences 31 (2008) 504–521.

[4] Sabzehei M., *"Les melanges ophiolotiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridonal), etude petrographique et structrale*", PhD thesis, Universite of Grenoble, France (1974).

[5] Rachid Nejad-Omran N., Hachem Emami M., Sabzehei M., Rastad E., Bellon H.، Pique A., *"Lithostratigraphie et histoire paleozoique a paleocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridonal)*", Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 334 (2002) 1185–1191.

[6] Eshraghi S A., Mahmoudi Gharai M, *"Tuyserkan Quadrangle Map 1:100000"*, Geological Survey of Iran, Geological Quadrangle, 2003.

[7] Amidi M., Majidi B, *"Hamadan Quadrangle Map 1:250000*", Geological Survey of Iran, Geological Quadrangle, 1977.

[8] Hosseini B., *"Petrology and Petrogenesis of Paleozoic metamorphic rocks in the Sanandaj - Sirjan Zone and their relation to mineralization of iron*", PhD tesies, Shadid Beheshti University (2011) (in Persian).

[9] Valizadeh M.V., Zarian S., *"A petrological study of the Almogholagh, Asadabad and Hamedan plutons*", Journal of Science (Tehran University) 8, (1976) 49 – 59 (in Persian).

[10] Shahbazi H., Siebel W., Ghorbani M., Pourmoafee M., Sepahi A.A., Vousoughi Abedini

Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-47.

[16] Leger A., Ferry J., *"Highly aluminous hornblende from low-pressure metacarbonates and a preliminary thermodynamic model for the Al content of calcic amphibole*", American Mineralogist 76 (1991) 1002-1017.

[17] Kohn M.J., Spear F.S., *"Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont*", American Mineralogist 75 (1990) 89-96.

[18] Ferry J.M., Spear F.S., *"Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet*", Contributions to Mineralogy and Petrology 66 (1978) 113-117.

[19] Thompson A. B., *"Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations*", American Journal of Science 276 (1976) 425-454.

[20] Holdaway M. J., Lee S. M., *"Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations*", Contr. Miner. Petrol. 63 (1977) 175-98

[21] Krogh EJ., Raheim A., *"Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between gamet and phengite, with particular reference to eclogites*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 66 (1978) 75-80.

M., Shang C.K., *"The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan zone, Iran : geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implications for its tectonic evolution*", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 192 (2015) 85-99.

[11] Mohajjel M., Izadi kian L., *"Poly-deformed Tectonites in Dome Structure of the Almabolagh Region, West of Hamadan*", Geosciences (Iran) 66 (2008) 116-133 (in Persian).

[12] Cirrincione R., Ortolano O., Pezzino A., Punturo R., *"Poly-orogenic multi-stage metamorphic evolution inferred via P–T pseudosections: An example from Aspromonte Massif basement rocks (Southern Calabria, Italy)",* Lithos 103 (2008) 466-502.

[13] Deer W.A., Howie R.A.، Zussman J., *"An Introduction to the Rock forming Minerals",* Longman Scientific & Technical, Harlow, UK (1992).

[14] Vidal O., Goffé B., Bousquet R., Parra T., *"Calibration and testing of an empirical chloritoidchlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite*", Journal of Metamorphic Geology 17 (1999) 25-39.

[15] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry",*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.151]